



## ANÁLISIS AUTOMÁTICO DE LA SUSCEPTIBILIDAD DE LAS INESTABILIDADES DE LADERAS PROVOCADAS POR TERREMOTOS EN UN SECTOR DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES, ECUADOR

*Automatic assessment of earthquake-triggered landslides susceptibility in a sector of the Andes, Ecuador*

Martín Jesús Rodríguez-Peces<sup>1</sup> y Diego Gordón-Pérez<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.  
C/ José Antonio Novais, 12. 28040 Madrid, España. martinjr@geo.ucm.es

<sup>2</sup> Viceministerio de Minas. Ministerio de Recursos Naturales no Renovables. Avda. Juan León Mera y Orellana,  
Esq. Edif. MTOP. Quito, Ecuador.

**Abstract:** In this paper, we performed a regional susceptibility assessment of earthquake-triggered slope instabilities (landslides and rockfalls) in a sector of the Ecuadorian Andes (Chimborazo area). In this way, we obtained the critical acceleration and Newmark displacement, parameters related to susceptibility, considering dry and saturated conditions on the slopes. Average values of geotechnical parameters obtained from bibliography were assumed in the calculations using geological maps at a 1:100,000 scale, and the slope gradient from the digital elevation model. Seismicity was considered by means of a probabilistic scenario for a return period of 475 years and taking into account the site effects: soil and topographic amplification. The resulting maps are useful to identify areas of potential hazard and to locate areas of interest for further detailed studies. The most susceptible areas are mainly located in the slopes which are strongly incised by the drainage system, and related to volcanoes and sedimentary lithologies. However, these results should be taken as a first order estimation, because of uncertainties and assumptions used in the calculations and the absence of an inventory of previous slope instabilities which allows validation.

**Key words:** Andes, Ecuador, landslide, Newmark, rockfall, susceptibility.

**Resumen:** En este trabajo se ha realizado una evaluación regional de la susceptibilidad de las inestabilidades de ladera (deslizamientos y desprendimientos) inducidas por terremotos en un sector de los Andes ecuatorianos (área del Chimborazo). Para ello se obtuvo la aceleración crítica y el desplazamiento de Newmark, parámetros relacionados con la susceptibilidad, considerando condiciones secas y saturadas en las laderas. En los cálculos se asumieron valores promedio de parámetros geotécnicos obtenidos de bibliografía empleando mapas geológicos a escala 1:100.000, así como la pendiente del modelo digital de elevaciones. La sismicidad se consideró mediante un escenario probabilista para un periodo de retorno de 475 años, teniendo en cuenta los efectos de amplificación litológica y topográfica. Los mapas obtenidos permiten identificar preliminarmente áreas de potencial peligro, así como localizar áreas de interés para posteriores estudios de detalle. Las áreas más susceptibles se concentran en mayor cantidad en las laderas fuertemente encajadas por la red de drenaje, relacionadas con los volcanes y las litologías de tipo sedimentario. Sin embargo, estos resultados deben tomarse como una aproximación de primer orden, dadas las incertidumbres e hipótesis empleadas en los cálculos y la ausencia de un inventario de inestabilidades previas que permitan validarlos.

**Palabras clave:** Andes, deslizamiento, desprendimiento, Ecuador, Newmark, susceptibilidad.

Rodríguez-Peces, M.J. y Gordón-Pérez, D. (2015): Análisis automático de la susceptibilidad de las inestabilidades de laderas provocadas por terremotos en un sector de la Cordillera de los Andes, Ecuador. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 28(1): 91-104.



Históricamente, la región de los Andes ecuatorianos ha estado sujeta a terremotos de gran magnitud ( $M_w=4,5-8,8$ ) que han generado destrucción de ciudades, con pérdidas de vidas humanas y económicas, así como problemas de inestabilidad de laderas (Demoraes y D'ercole, 2001). A esta problemática, con la que debe convivir día a día la población ecuatoriana, se suman las fuertes precipitaciones ( $> 4000$  mm/año) que afectan a la cordillera de los Andes (INAMHI, 2013). Estos hechos justifican la necesidad de obtener mapas que permitan determinar cuantitativamente zonas con problemas de inestabilidad de laderas. Una de las aplicaciones potenciales de este tipo de mapas es la estimación de pérdidas esperables en los bienes expuestos por una inestabilidad de ladera relacionada con la ocurrencia de un evento sísmico. Además, pueden ser de importancia en las estrategias de ordenación del territorio (usos del suelo, planes urbanísticos), particularmente para regiones donde se cuenta con escasos o nulos estudios geotécnicos. El objetivo de este trabajo es la obtención a una escala regional de mapas de susceptibilidad de las inestabilidades de laderas provocadas por terremotos en los Andes ecuatorianos. Para ello se ha seleccionado una zona piloto correspondiente al mapa geológico de Chimborazo. Se remite al lector interesado a ver la versión digital de este trabajo ([http://www.sociedadgeologica.es/publicaciones/rev/28\(1\).html](http://www.sociedadgeologica.es/publicaciones/rev/28(1).html)) donde podrá encontrar los mapas en color.

En 1965, N.M. Newmark ideó un sencillo método para estimar el desplazamiento permanente producido por un terremoto en presas de tierra (Newmark, 1965), el denominado desplazamiento de Newmark ( $D_N$ ). Éste método, con ligeras variaciones, fue posteriormente aplicado con éxito al estudio de laderas naturales (Wilson y Keefer, 1983). Actualmente, es común la aplicación del método de Newmark mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG) para estimar a nivel regional la ocurrencia de inestabilidades de ladera por efecto sísmico (e.g., Jibson *et al.*, 2000; Luzi *et al.*, 2000; Romeo, 2000; Refine y Capalongo, 2002; Carro *et al.*, 2003; Murphy y Mankelov, 2004; Rodríguez-Peces, 2010; Rodríguez-Peces *et al.*, 2013). Los valores de  $D_N$  que se obtienen con este método deben considerarse como un índice de inestabilidad potencial, lo cual permite definir diferentes grados de susceptibilidad frente a las inestabilidades inducidas por terremotos. Por otra parte, también pueden ser relacionados con la tipología de inestabilidad de ladera que se puede generar:  $D_N$  superiores a 5 cm implicarían potencialmente la aparición de deslizamientos (Romeo, 2000), mientras que  $D_N$  de 2 a 5 cm e inferiores a 2 cm podrían relacionarse con desprendimientos y avalanchas rocosas (Rodríguez-Peces, 2010; Rodríguez-Peces *et al.*, 2011b; Rodríguez-Peces *et al.*, 2013).

Para la obtención de los mapas de susceptibilidad se ha aplicado el método de Newmark en un SIG (ArcGIS) considerando un escenario sísmico probabilista y, en particular, teniendo en cuenta los efectos de amplificación sísmica relacionados con la litología y la topografía. Los mapas obtenidos permitirán identificar las áreas de poten-

cial riesgo y el tipo de inestabilidad que se puede generar con un terremoto, así como localizar áreas de interés para posteriores estudios de detalle.

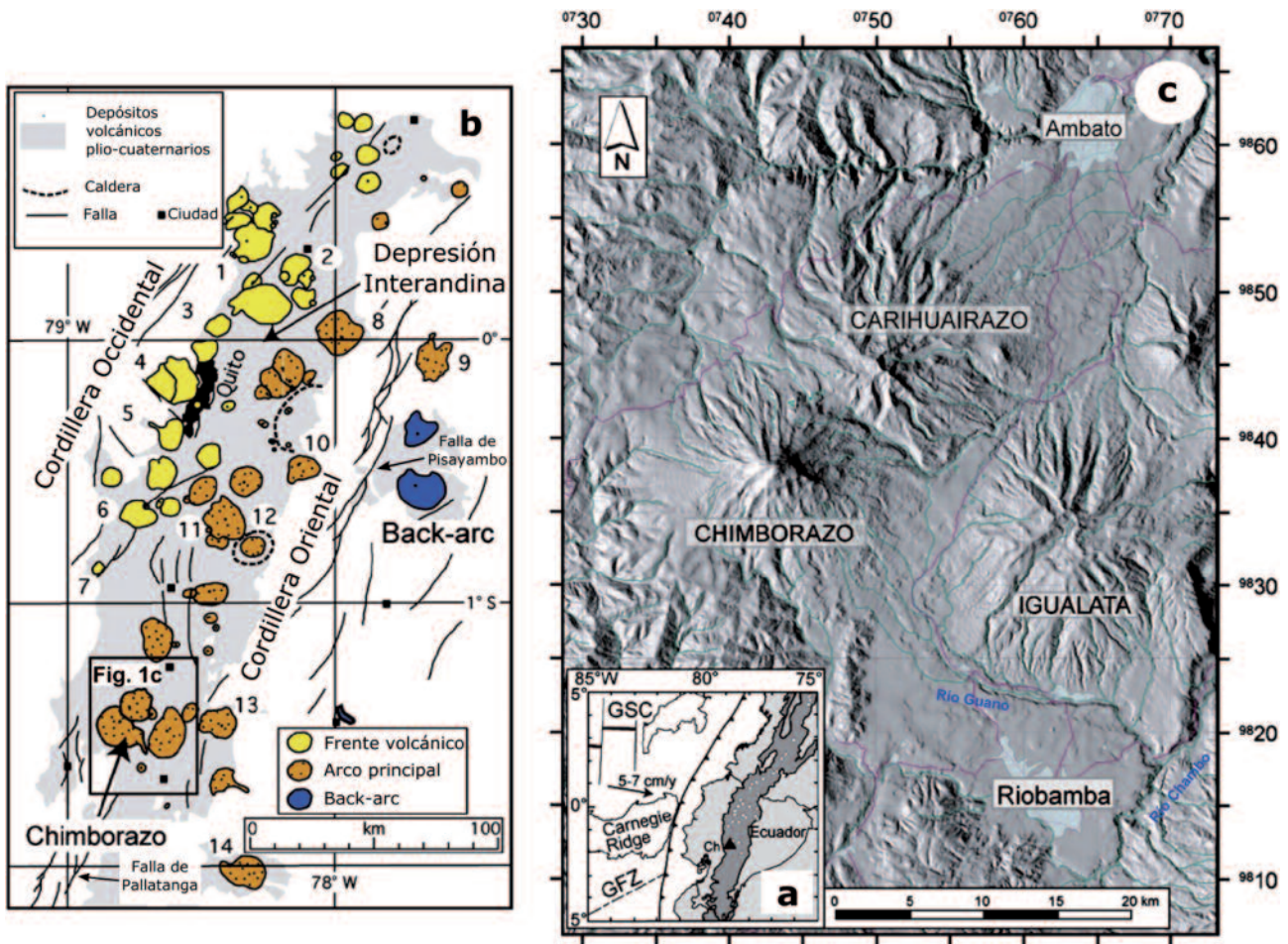
## Contexto geológico y tectónico

Ecuador está ubicado en la parte noroccidental de América del Sur, atravesada de sur a norte por la Cordillera de los Andes con una dirección preferente de NNE-SSO (Fig. 1a). Esta cordillera se divide en dos ramales denominados Cordillera Occidental (formada por rocas volcano-sedimentarias cretácicas y terciarias) y la Cordillera Oriental o Real (formada por rocas metamórficas jurásicas), separadas por la Depresión Interandina (fosa tectónica rellena por materiales volcánicos plio-cuaternarios). La Cordillera de los Andes comienza a desarrollarse a finales del Cretácico por el movimiento de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, generando un régimen tectónico compresivo E-O dominante hasta la actualidad, con una velocidad de subducción de 7 cm/año (Lavenú, 2006). Esto ha permitido el desarrollo del Arco volcánico ecuatoriano formado por grandes estratovolcanes (Fig. 1b), siendo el más alto de Ecuador el volcán Chimborazo con 6310 m.s.n.m (Fig. 1c).

Las estructuras tectónicas principales de la Cordillera de los Andes se desarrollaron durante el Mioceno con una dirección general de NNE-SSO. Del mapa de fallas cuaternarias de Ecuador elaborado a escala 1:1.000.000 (Eguez *et al.*, 2003), se desprende que las principales fallas tienen una dirección andina (NNE-SSO), con una cinemática inversa de componente dextral, aunque en muchas otras no se ha definido su cinemática. La Depresión Interandina, de edad Plioceno terminal a Cuaternario, está limitada por la Falla de Pallatanga (movimiento dextral-inverso) en su borde occidental, y por la Falla de Pisayambo (componente inversa) en su margen oriental. La Depresión Interandina es la región donde se han localizado los epicentros de numerosos terremotos históricos de fuerte intensidad ( $> VIII$ ) desde el año 1541 (Demoraes y D'ercole, 2001). Destaca el terremoto de Riobamba de 1797 ( $I_{MSK} = XI$ ; CERESIS, 1985) que destruyó esta ciudad así como numerosas localidades de la Depresión Interandina, y que pudo estar relacionado con la actividad de la Falla de Pallatanga. La sismicidad instrumental presenta mecanismos focales de compresión E-O con planos nodales N-S (Lavenú, 2006).

El área piloto seleccionada para este estudio se corresponde con un sector ocupado por tres grandes edificios volcánicos pertenecientes al Arco volcánico de Ecuador (Fig. 2): dos en estado de reposo (Igualata y Carihuairazo) y uno potencialmente activo (el volcán Chimborazo); localizados en el margen oriental de la Cordillera Occidental, en el límite difuso con la Depresión Interandina. La mayor parte de la superficie de esta área está cubierta por rocas procedentes de las erupciones de estos volcanes, aunque en algunos puntos, debido a la erosión, se pueden encontrar rocas del basamento de la Cordillera Occidental (Vallejo, 2007).

Los materiales más antiguos del basamento, que afloran en este sector, se corresponden con rocas volcánicas de la



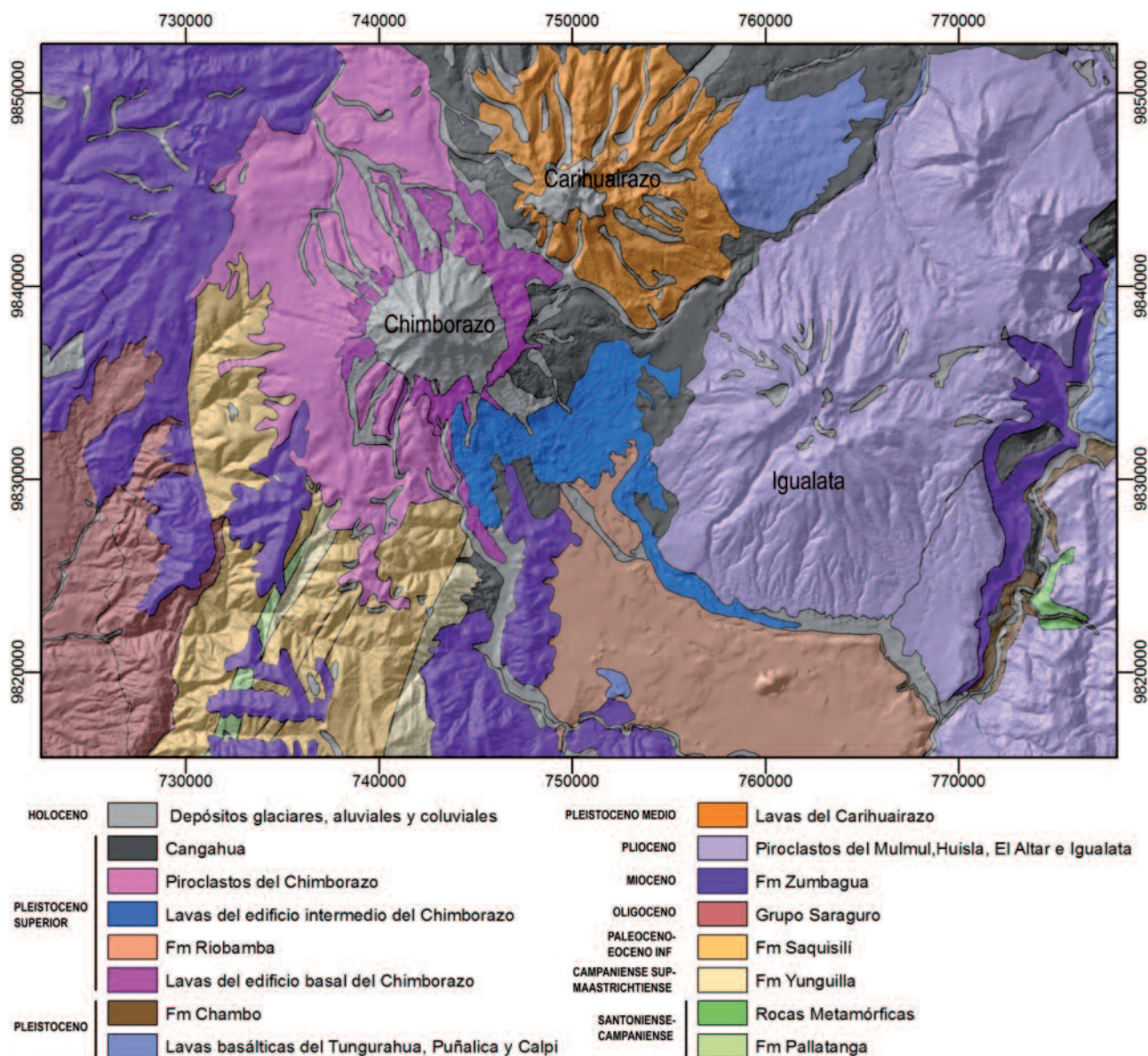
**Fig. 1.-** a) Contexto geodinámico de la Cordillera de los Andes ecuatoriana. Ch: Volcán Chimborazo. b) Arco volcánico ecuatoriano localizado en la Depresión Interandina, entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental. Principales volcanes: (1) Cuicocha; (2) Imbabura; (3) Pululhua; (4) Pichincha; (5) Atacazo-Ninahuilca; (6) Ilinizas; (7) Quilotoa; (8) Cayambe; (9) El Reventador; (10) Antisana; (11) Cotopaxi; (12) caldera Chalupas; (13) Tungurahua; (14) Sangay. c) Modelo digital de elevaciones mostrando los volcanes de Chimborazo, Carihuairazo e Igualata, así como las Cuencas de Ambato y Riobamba. Figura modificada de Samaniego *et al.* (2012).

Formación Pallatanga (Fig. 2), compuestas por basaltos, doleritas e hialoclastitas de afinidad oceánica de edad Santoniense a Campaniense. En algunos sectores, este basamento está compuesto por rocas metamórficas formadas por filitas verdes, esquistos grafitosos y rocas metavolcánicas. Junto a la Formación Pallatanga se intercalan mediante contactos mecánicos los materiales de la Formación Yunguilla, formados por una serie turbidítica volcanoclástica (lutitas, cherts, areniscas y conglomerados) de edad Campaniense superior-Maastrichtiense. Esta formación se encuentra fuertemente tectonizada y plegada con planos axiales de dirección NNE. Sobre la Formación Yunguilla también se presenta en contacto discordante la serie turbidítica siliciclástica (areniscas, lutitas y conglomerados) de la Formación Saquisilí de edad Paleoceno-Eoceno inferior (Fig. 2).

Estas rocas del basamento están recubiertas por los materiales procedentes de diferentes volcanes desarrollados en la zona, compuestos principalmente por lavas y depósitos piroclásticos de composición andesítica. Los primeros materiales pertenecen al Grupo Saraguro (Oligoceno), constituido por tobas y lavas andesíticas, se localizan formando una plataforma discordante sobre la Formación Sa-

quisilí (Fig. 2). En el Mioceno se depositó la Formación Zumbagua constituida por una sucesión de aglomerados, tobas y lavas andesíticas. Sobre ella se depositaron los materiales mayoritariamente piroclásticos de edad Plioceno de los volcanes Mulmui, Huisla, El Altar e Igualata (tobas pumíticas y de grano fino, localmente andesitas). Durante el Pleistoceno medio se desarrolló el gran edificio volcánico del Carihuairazo constituido principalmente por lavas andesíticas. También se observan rocas basálticas pleistocenas procedentes del volcán Tungurahua (lavas y tobas basálticas) y del Puñalica (lavas basálticas), así como los conos de ceniza basáltica de Calpi, de menor tamaño. Asociados a los flujos de lava del Tungurahua, el río Chambo (Fig. 1c) se bloqueó formando un lago en el que se depositaron los sedimentos de composición andesítica de la Formación Chambo (Fig. 2), constituida por conglomerados, areniscas y arcillas finas con bancos de ceniza fina, localmente interestratificados. En el Pleistoceno superior empezó a formarse el edificio basal del volcán Chimborazo, constituido principalmente por lavas andesíticas. Este edificio volcánico sufrió un colapso del flanco sureste que generó un depósito de avalancha de gran tamaño, conocido como la Formación Riobamba (Fig. 2), la cual está formada





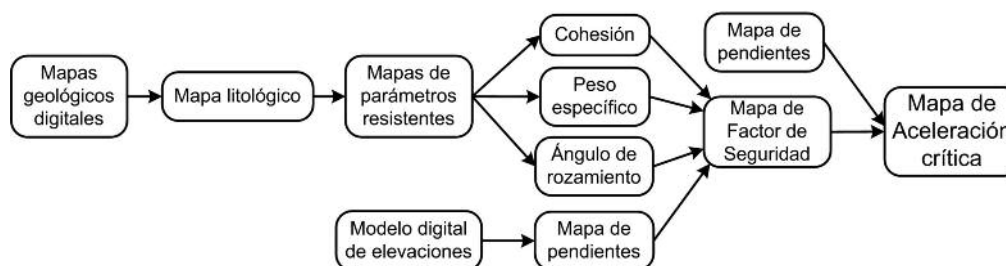
**Fig. 2.-** Mapa litoestratigráfico del sector de Chimborazo, escala 1:100.000, actualizado a partir del mapa geológico de la Cordillera Occidental a escala 1:200.000 (McCourt *et al.*, 1997) y del mapa geológico del volcán Chimborazo (Samaniego *et al.*, 2012).

por un conglomerado de cantos andesíticos en una matriz de grano fino. Tras la avalancha se produjo una erupción que rellenó con lavas andesíticas el espacio generado por la misma formando el edificio intermedio del Chimborazo. Los últimos materiales del Chimborazo están representados por unos depósitos piroclásticos (tobas pumíticas de grano grueso de composición andesítica) que recubren el sector occidental del volcán. En la zona de estudio existen unos paleosuelos endurecidos (Cangahua) generados a partir de depósitos piroclásticos (tobas andesíticas) que no tienen una asignación clara a un edificio volcánico y que se encuentran recubriendo de manera superficial al resto, sugiriendo una edad más reciente. De manera adicional, los depósitos glaciares (morrenas y lahares) productos de la última glaciación (~10.000 años), constituidos por conglomerados de cantos de varios tamaños sin estratificación en una matriz de grano fino, cubren la mayor parte de las que-

bradas y deflexiones radiales dejadas por las diferentes erupciones en los flancos de los volcanes de mayor tamaño. Durante el Holoceno, en el fondo y los márgenes de los ríos se acumulan depósitos aluviales y coluviales (Fig. 2).

### Metodología

Para la obtención de los mapas de susceptibilidad de inestabilidades de ladera inducidas por terremotos empleando un Sistema de Información Geográfica (SIG) se requiere del procesado y computación ordenada de un sistema de capas de información georreferenciadas. En este proceso se diferencian dos partes principales: la primera, consiste en obtener un mapa de aceleración crítica a partir de la computación del mapa de factor de seguridad con el de pendientes (Fig. 3) y, una segunda, donde se obtiene un mapa de desplazamiento de Newmark para un escenario



**Fig. 3.-** Diagrama de flujo del procedimiento para construir un mapa de aceleración crítica (modificado de Rodríguez-Peces *et al.*, 2008).

sísmico probabilístico (Fig. 4). A continuación se detalla la metodología desarrollada en cada una de estas partes principales.



**Fig. 4.-** Diagrama de flujo con el procedimiento para obtener un mapa de desplazamiento de Newmark para un escenario sísmico probabilístico definido por valores de aceleración sísmica máxima (PGA, *Peak Ground Acceleration*) (modificado de Rodríguez-Peces *et al.*, 2008).

#### Factor de seguridad

El análisis de susceptibilidad requiere, en primer lugar, de la obtención de un mapa del factor de seguridad de las laderas. Para ello se ha empleado la formulación propuesta por Jibson *et al.* (2000), asumiendo un modelo simple de equilibrio límite con talud infinito, siguiendo el criterio de rotura de Mohr-Coulomb:

$$FS = \frac{c'}{\gamma t \sin \alpha} + \frac{\tan \phi'}{\tan \alpha} \frac{m \gamma_w \tan \phi'}{\gamma t \tan \alpha} \quad (1)$$

donde  $c'$  es la cohesión efectiva,  $\phi'$  es el ángulo de fricción efectivo,  $\alpha$  es la pendiente del talud,  $\gamma$  es la densidad del material del talud,  $\gamma_w$  es la densidad del agua,  $t$  es el espesor normal a la superficie de rotura y  $m$  es el grado de saturación.

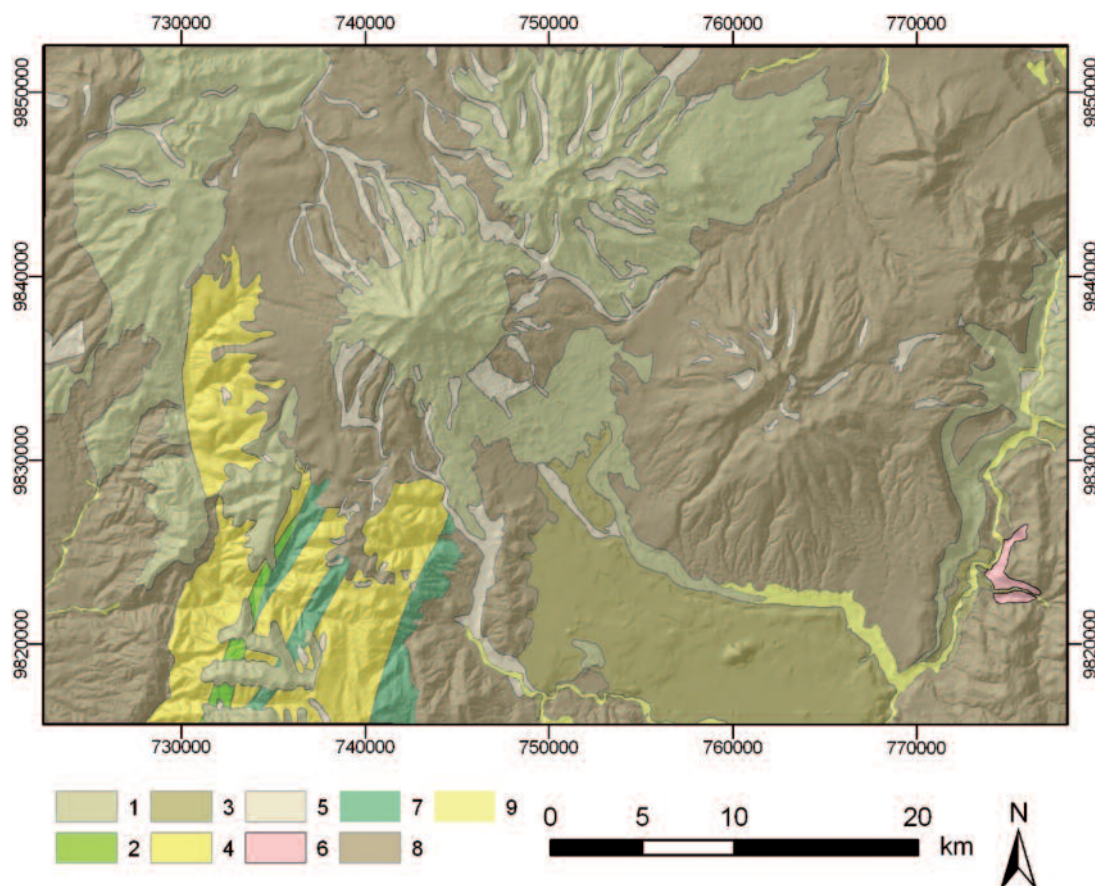
La obtención del mapa de factores de seguridad se ha realizado partiendo de la hoja geológica Chimborazo a escala 1:100.000 publicada en 1975. Esta cartografía geológica fue elaborada en gran parte mediante fotointerpretación aérea, dado el difícil acceso a la zona, por lo que la descripción de las formaciones geológicas está bastante simplificada, englobando diferentes litologías, lo que podría afectar a los resultados posteriores. Este problema se ha intentado solventar, en la medida de lo posible, actualizando el mapa con la información geológica más reciente disponible. El mapa geológico se ha reclasificado con objeto de elaborar un mapa litológico (Fig. 5), donde cada unidad está caracterizada por su comportamiento geotécnico general y

sus parámetros resistentes (densidad, cohesión y ángulo de fricción). La adecuada obtención de estos parámetros geotécnicos para el cálculo del factor de seguridad es de suma importancia, puesto que cuanto mayor sea la cantidad y calidad de los datos de entrada, mejor será la precisión y fiabilidad de los mapas de susceptibilidad resultantes. Debido a la gran carencia de datos geotécnicos, tanto de laboratorio como de campo, de las rocas y suelos de la Cordillera de los Andes ecuatorianos, se han asumido datos tomados de la bibliografía geotécnica (CISMID, 1997; Gonzalez de Vallejo *et al.*, 2002; Duque Escobar *et al.*, 2006; Rodríguez-Peces, 2010), lo que puede conllevar una cierta distorsión de los resultados si no se aplica un correcto criterio lógico y técnico en la selección y asignación de los parámetros a las litologías. Los valores de los parámetros resistentes pueden llegar a ser muy diferentes, incluso dentro de una misma unidad litológica. Asignar valores representativos a los materiales, generalmente conlleva una gran incertidumbre, sobre todo si se trata de áreas extensas. Por ello, se suelen considerar valores medios debido a la imposibilidad de contar con valores exactos para todas las formaciones, dadas las limitaciones en cuanto a información disponible, la variabilidad de las propiedades dentro de un mismo afloramiento y a que la escala de trabajo es a nivel regional. Para solventar este problema, y debido a que los rangos de valores de los parámetros resistentes eran muy amplios, se ajustaron por iteración hasta que se obtuvo un mapa con factores de seguridad mayores de 1 (laderas estables). En la Tabla 1 se muestran los valores de los parámetros resistentes resultantes de este análisis y que finalmente han sido empleados en los cálculos subsiguientes.

Por otra parte, se ha establecido que el espesor normal de la superficie de rotura es de 3 m. Este valor representativo se ha seleccionado siguiendo un criterio basado en el propio modelo de cálculo, puesto que al aumentar la profundidad de rotura, aumenta el peso del bloque deslizante y se reduce el factor de seguridad. Esto conlleva que al realizar el ajuste de los valores de los parámetros resistentes para obtener factores de seguridad mayores de 1, se obtengan valores extremadamente altos de los parámetros geotécnicos y, por tanto, poco reales.

La precipitación media anual en la zona de estudio presenta un valor de 727-826 mm (INAMHI, 2013). Por esta razón se calculó el factor de seguridad para dos grados de saturación de agua diferentes: condiciones secas ( $m=0$ ) y saturadas ( $m=1$ ). Para ello, mediante la ecuación 1 se com-





**Fig. 5.-** Mapa de grupos litológicos y su distribución en el área de estudio (sector de Chimborazo). Los números 1 a 9 de cada grupo litológico coinciden con los mostrados en la Tabla 1.

putó el mapa litológico con la información geotécnica, junto con el mapa de pendientes obtenido a partir de un modelo digital de elevaciones (MDE) de un tamaño de píxel de 10 m x 10 m.

#### *Aceleración crítica*

El método de Newmark (1965) establece que, dada una ladera con factor de seguridad conocido, la aceleración crítica que produce desplazamiento permanente es:

$$a_c = (FS - 1) g \sin(\alpha) \quad (2)$$

donde  $a_c$  es la aceleración crítica, en unidades g,  $g$  es la aceleración de la gravedad ( $9,81 \text{ m/s}^2$ ),  $FS$  es el factor de seguridad y  $\alpha$  es la pendiente del talud. La aceleración crítica es la mínima aceleración pseudoestática requerida para producir la inestabilidad. En consecuencia, es una expresión de la capacidad de la ladera para resistir la sacudida y depende exclusivamente de su geometría (pendiente) y de los parámetros resistentes del material que la constituye (factor de seguridad). Se trata por tanto, de un parámetro que describe las propiedades intrínsecas de la ladera y no depende del escenario sísmico que se considere. Es por ello que constituye un parámetro que expresa la susceptibilidad de las laderas a presentar inestabilidades en condiciones dinámicas. El mapa de aceleración crítica (Fig. 6) se cons-

truyó combinando el mapa de factor de seguridad con el mapa de pendientes de acuerdo con la ecuación 2.

#### *Escenario sísmico probabilístico*

La estimación de la susceptibilidad mediante el desplazamiento de Newmark se ha realizado considerando un escenario sísmico probabilista. Este escenario se basa en el mapa de peligrosidad sísmica en términos de aceleración sísmica máxima (PGA) en roca para un periodo de retorno de 475 años. Este periodo de retorno equivale a una probabilidad de que se exceda la PGA del 10 % en 50 años. Este mapa se ha obtenido a partir de los valores de aceleración sísmica aportados por el Código Ecuatoriano de la Construcción (CEC, 2002), el cual divide el territorio en 4 zonas sísmicas (Fig. 7).

#### *Efectos de amplificación sísmica*

El mapa de peligrosidad sísmica considerado ha sido calculado para PGA en roca (CEC, 2002). Sin embargo, la vibración sísmica experimentada en el terreno depende, por una parte, de la rigidez de los materiales sedimentarios que se disponen encima del basamento rocoso (efecto suelo) y, por otra, de las condiciones topográficas locales (efecto topográfico). Por ello se han estimado los factores de amplificación por el tipo de suelo y la topografía. En el primer

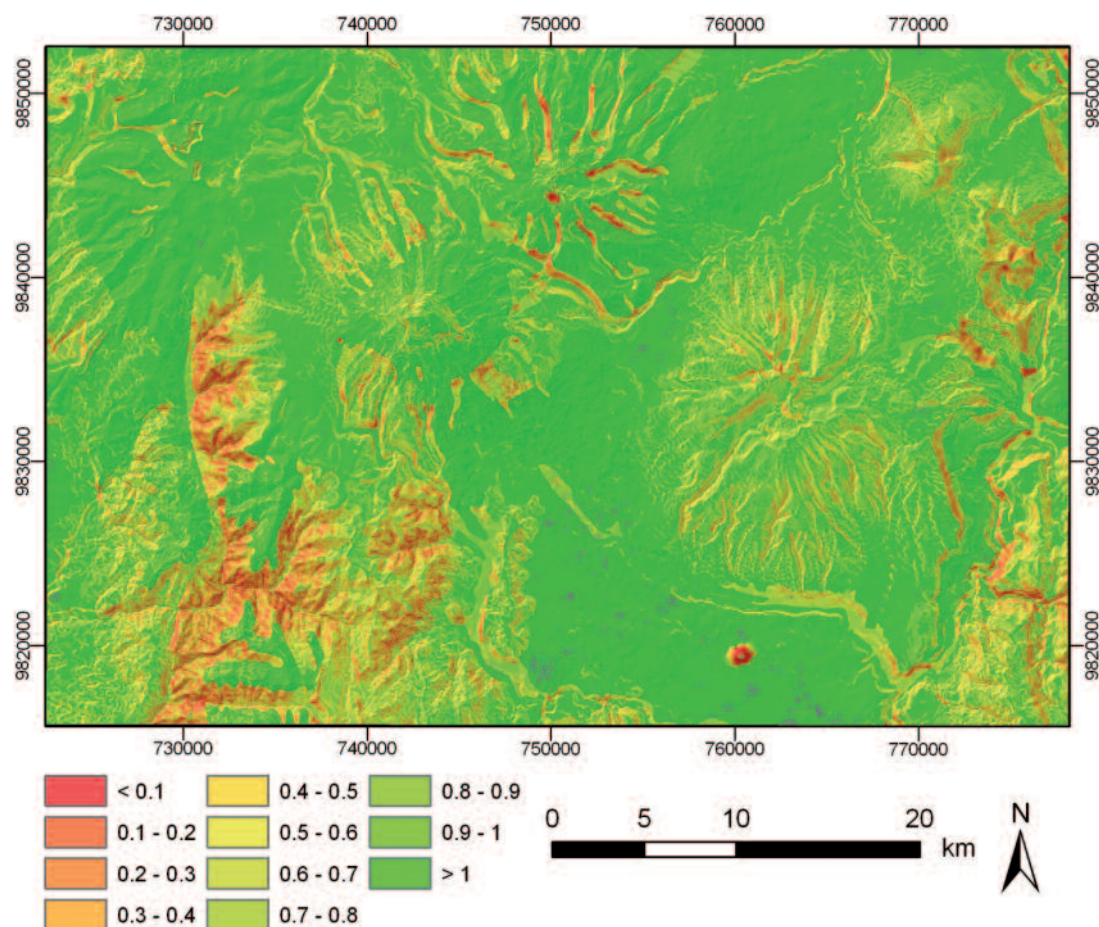


Fig. 6.- Mapa de aceleración crítica en unidades g ( $1g = 9,8 \text{ m/s}^2$ ).

caso se ha multiplicado la PGA en roca por un factor de amplificación variable (Tabla 1) según el grupo litológico considerado (Fig. 8). Este factor de amplificación se ha obtenido a partir de la fórmula empírica propuesta por Borchardt (1994), teniendo en cuenta las velocidades de ondas de cizalla medias de los grupos litológicos considerados en este trabajo. El factor de amplificación topográfico ha sido evaluado mediante el SIG considerando las recomendaciones del Eurocódigo-8 (CEN, 2004), computando la pendiente y la altura relativa de las pendientes, distinguiéndose

tres casos (Fig. 9): (a) pendientes menores de  $15^\circ$  o relieves con altura relativa menor de 30 m: no presentan amplificación, (b) pendientes entre  $15^\circ$  y  $30^\circ$  y con una altura relativa de más de 30 m: factor de amplificación = 1,2 y (c) pendientes mayores de  $30^\circ$  y con una altura relativa de más de 30 m: factor de amplificación = 1,4.

En la figura 10 se muestra el mapa de peligrosidad sísmica amplificada una vez aplicados los efectos de amplificación sísmica litológica y topográfica.

Nº	Grupo litológico	Clasificación geomecánica	Densidad ( $\text{t/m}^3$ )	Cohesión ( $\text{t/m}^2$ )	Ángulo de fricción ( $^\circ$ )	Factor de amplificación
1	Andesita, aglomerado, basalto, toba	Roca dura	2,2	8,0	40	1,2
2	Basalto, toba	Roca dura	2,8	4,0	30	1,0
3	Arcilla, arenisca, conglomerado	Roca blanda	1,9	6,0	32	1,8
4	Arenisca, lutita, turbidita	Roca blanda	2,5	4,7	28	2,0
5	Depósito coluvial, glacial	Suelo	2,0	2,5	32	1,8
6	Filita, esquisto	Roca dura	2,5	5,6	28	1,0
7	Lutita, chert, conglomerado	Roca dura	2,2	4,3	30	1,6
8	Toba, andesita, aglomerado	Roca blanda	1,9	5,2	32	1,4
9	Depósito aluvial, terraza	Suelo	2,0	2,8	26	2,0

Tabla 1.- Grupos litológicos y valores medios de parámetros resistentes considerados en el cálculo del factor de seguridad (CISMID, 1997; González de Vallejo *et al.*, 2002; Duque Escobar *et al.*, 2006; Rodríguez-Peces, 2010). La última columna representa los valores de factores de amplificación litológica estimados para la región de estudio (véase apartado de Efectos de amplificación sísmica). La distribución cartográfica de estos grupos litológicos se muestra en la figura 5.



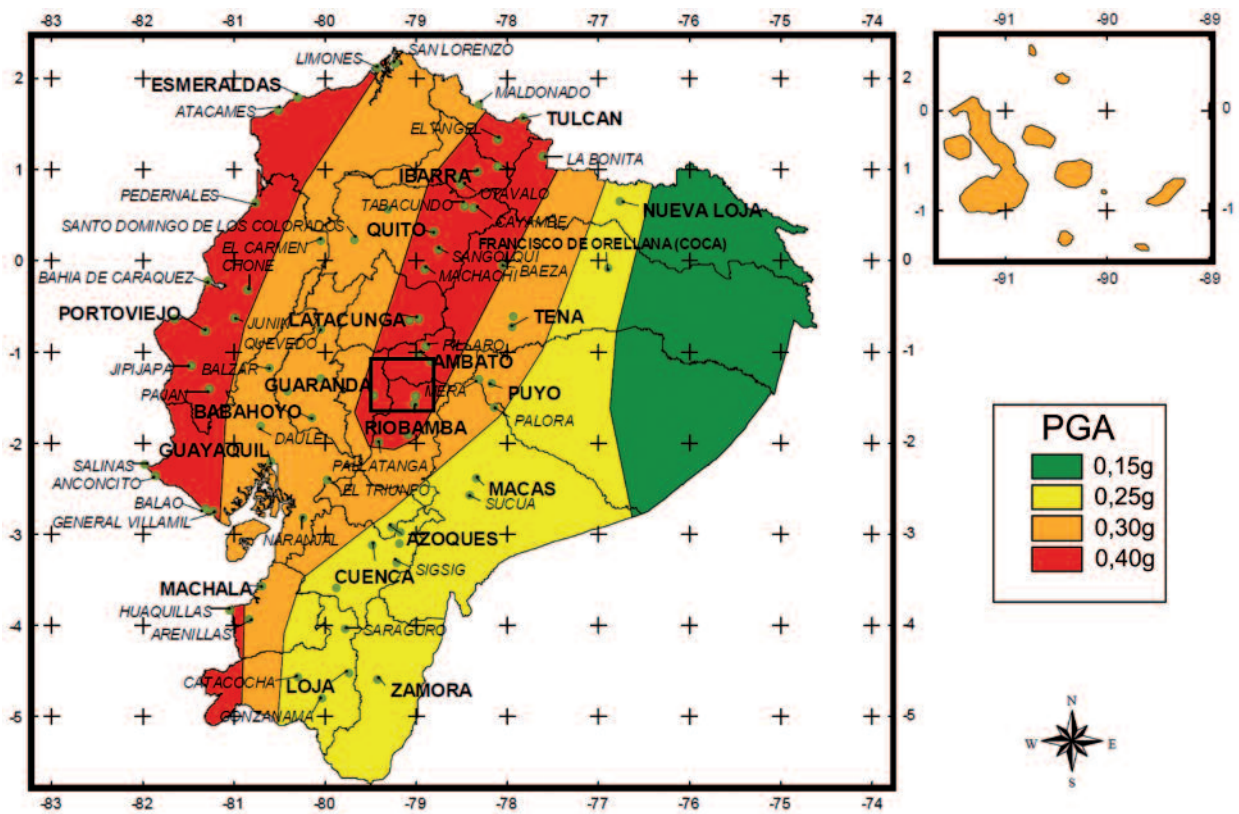


Fig. 7.- Mapa de peligrosidad sísmica de Ecuador en términos de aceleración sísmica máxima (PGA) en roca para un periodo de retorno de 475 años (modificado de CEC, 2002) en unidades g ( $1g = 9,8 \text{ m/s}^2$ ). El área de estudio (recuadro negro) presenta el valor más alto en peligrosidad sísmica ( $PGA \geq 0,40g$ ).

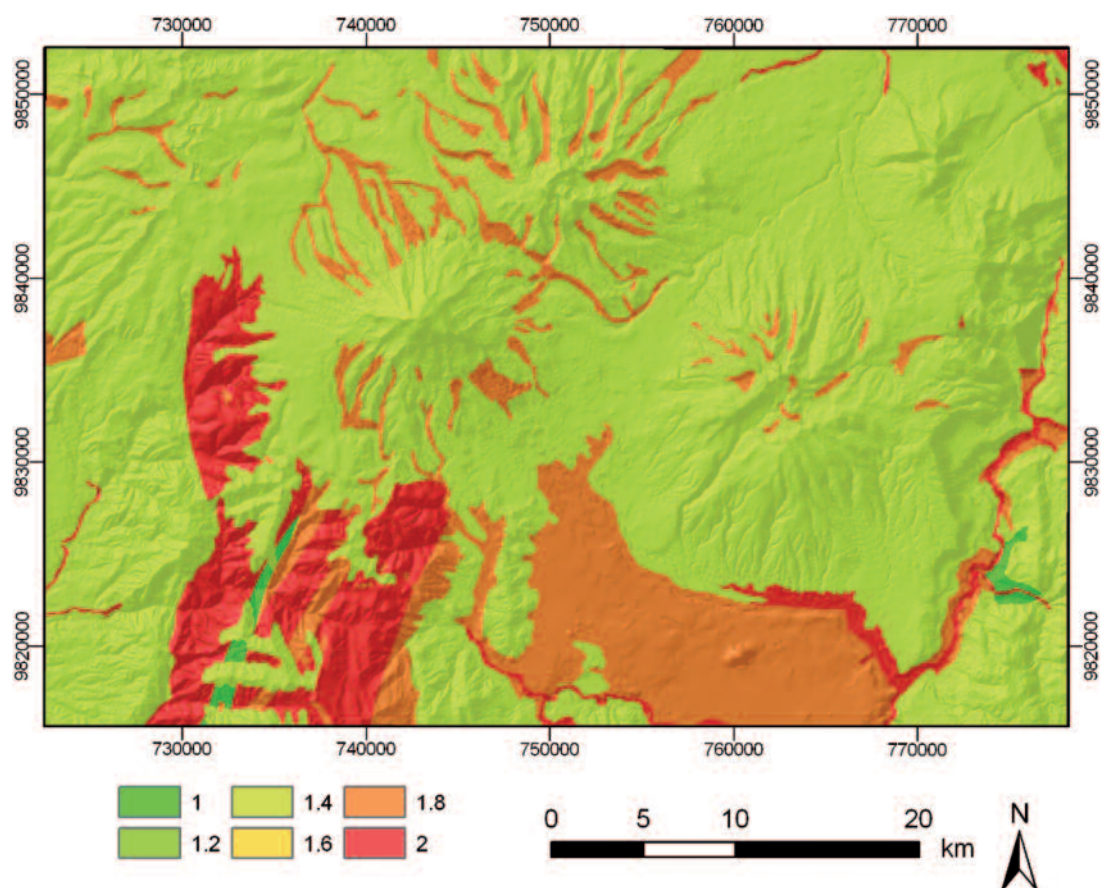


Fig. 8.- Mapa de amplificación sísmica en función del tipo de suelo (litológica).



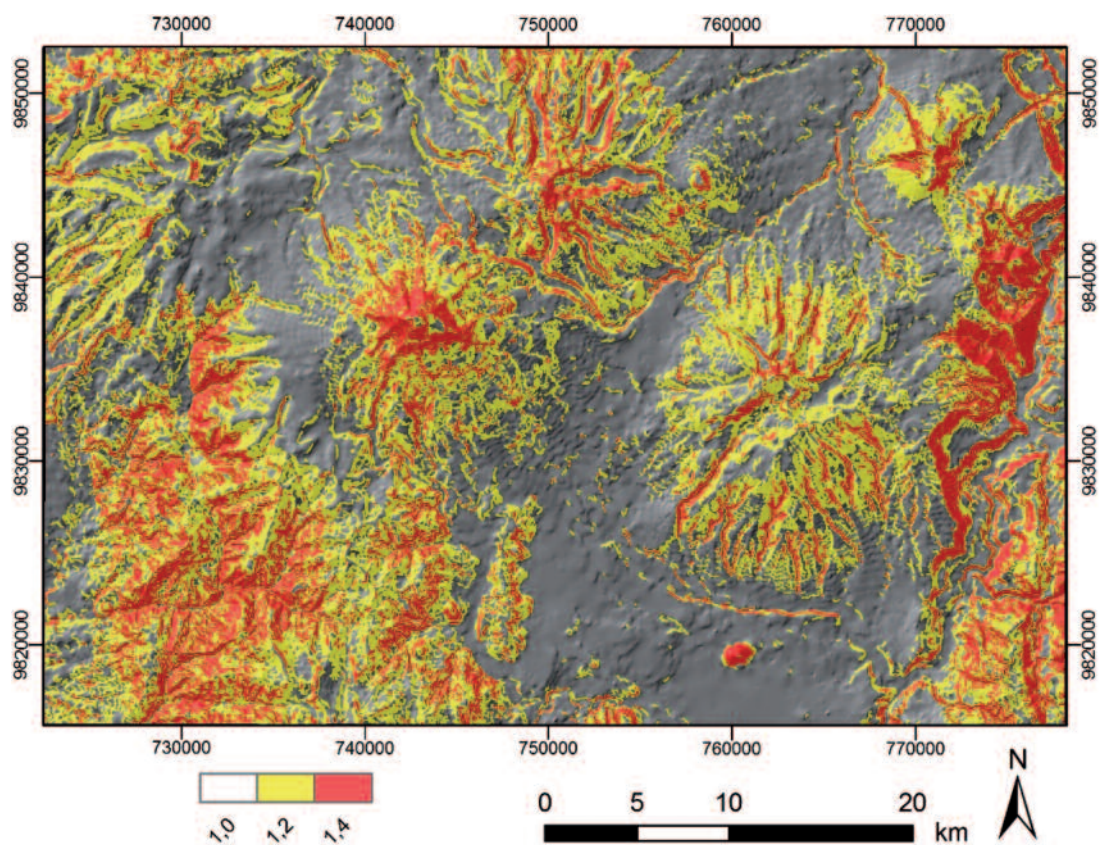


Fig. 9.- Mapa de amplificación sísmica en función de la topografía.

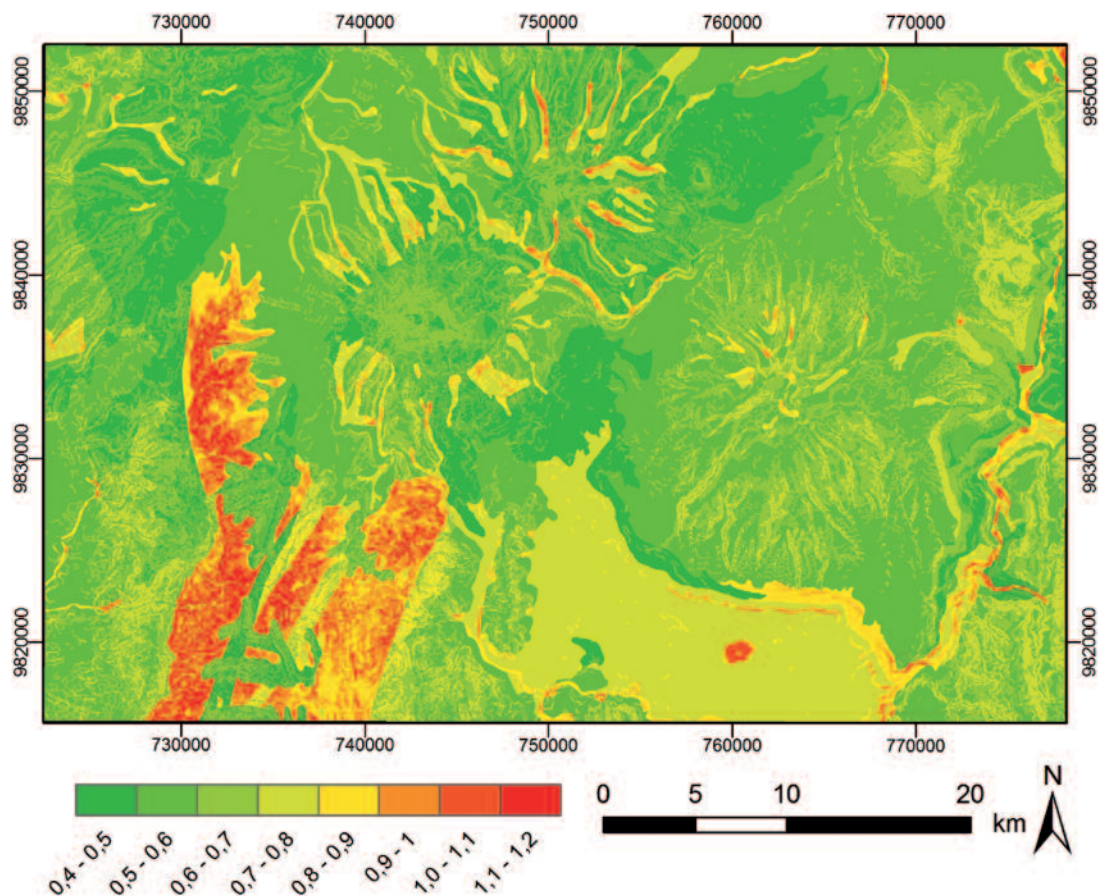


Fig. 10.- Mapa de aceleración sísmica máxima (PGA) amplificada para un periodo de retorno de 475 años en unidades g ( $1g = 9,8 \text{ m/s}^2$ ) una vez aplicados los efectos de amplificación sísmica litológica y topográfica.



*Evaluación de la susceptibilidad*

La susceptibilidad a las inestabilidades de ladera inducidas por terremotos, se ha analizado en primer lugar considerando la relación  $a_c/PGA$ . Para que se produzca la inestabilidad la  $PGA$  debe exceder la  $a_c$ . Por tanto, cuando  $a_c/PGA$  es menor que 1, se podrán producir inestabilidades de ladera, mientras que cuando esta relación es mayor que 1 la inestabilidad no se produciría. Por ello un mapa que muestre la relación  $a_c/PGA$  permite visualizar de forma sencilla las zonas más susceptibles a generar movimientos de ladera por efecto sísmico (Tsige *et al.*, 2012). Finalmente, la susceptibilidad también se ha evaluado mediante el cálculo del desplazamiento de Newmark considerando la ecuación de regresión de Jibson (2007):

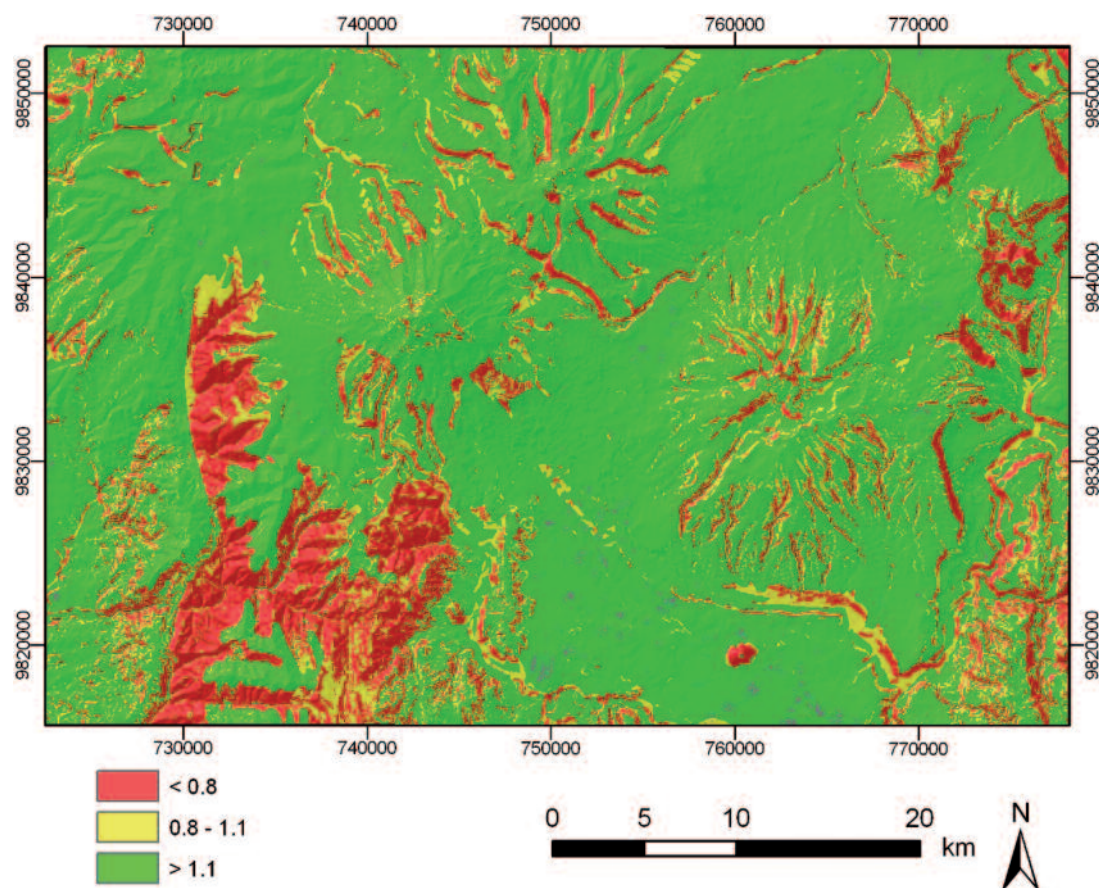
$$\log D_N = 0.215 + \log \left[ \left( 1 - \frac{a_c}{PGA} \right)^{2.341} \left( \frac{a_c}{PGA} \right)^{-1.438} \right] \quad (3)$$

donde  $D_N$  es el desplazamiento de Newmark (en cm),  $a_c$  es la aceleración crítica y  $PGA$  es la aceleración máxima. Esta ecuación permite acotar las zonas con mayor deformación dentro de las áreas susceptibles obtenidas previamente mediante la relación  $a_c/PGA$ .

**Resultados y discusión**

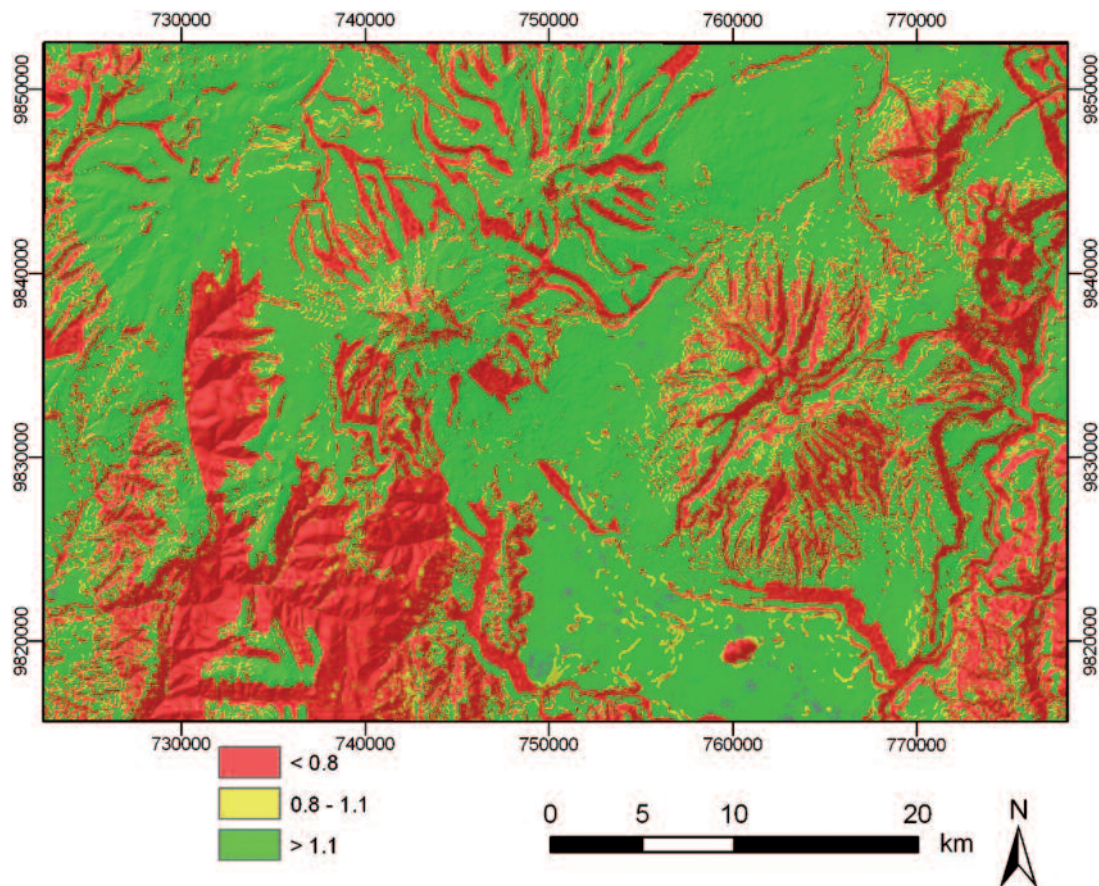
El mapa de la relación  $a_c/PGA$  obtenido para las condiciones secas (Fig. 11) muestra amplias zonas con un valor menor a 0,8 (color rojo), lo que supone que todas estas áreas son susceptibles de generar movimientos de ladera por efecto sísmico. Las zonas con un  $a_c/PGA$  entre 0,8 y 1,1 (color amarillo) se consideran metaestables, puesto que cualquier alteración en sus condiciones físico-mecánicas puede provocar que pasen a ser zonas susceptibles. Las áreas con un valor de  $a_c/PGA$  mayor a 1,1 (color verde) indican zonas estables. En la figura 12 se representa el mapa resultado de la relación  $a_c/PGA$  para las condiciones saturadas. La interpretación es similar a la realizada en el caso anterior. Sin embargo, este mapa presenta mayor cantidad de áreas de color rojo, incrementando las zonas potencialmente inestables debidas a la sismicidad. Al comparar los dos mapas de susceptibilidad en función de la relación  $a_c/PGA$  se puede observar que en el mapa obtenido en condiciones secas (Fig. 11) las zonas que tenían un comportamiento metaestable (color amarillo), al cambiar sus condiciones iniciales debido a la saturación de agua, se han transformado en áreas susceptibles al movimiento (color rojo en Fig. 12).

El mapa de susceptibilidad en función del  $D_N$  obtenido en condiciones secas (Fig. 13) refleja la presencia de gran-

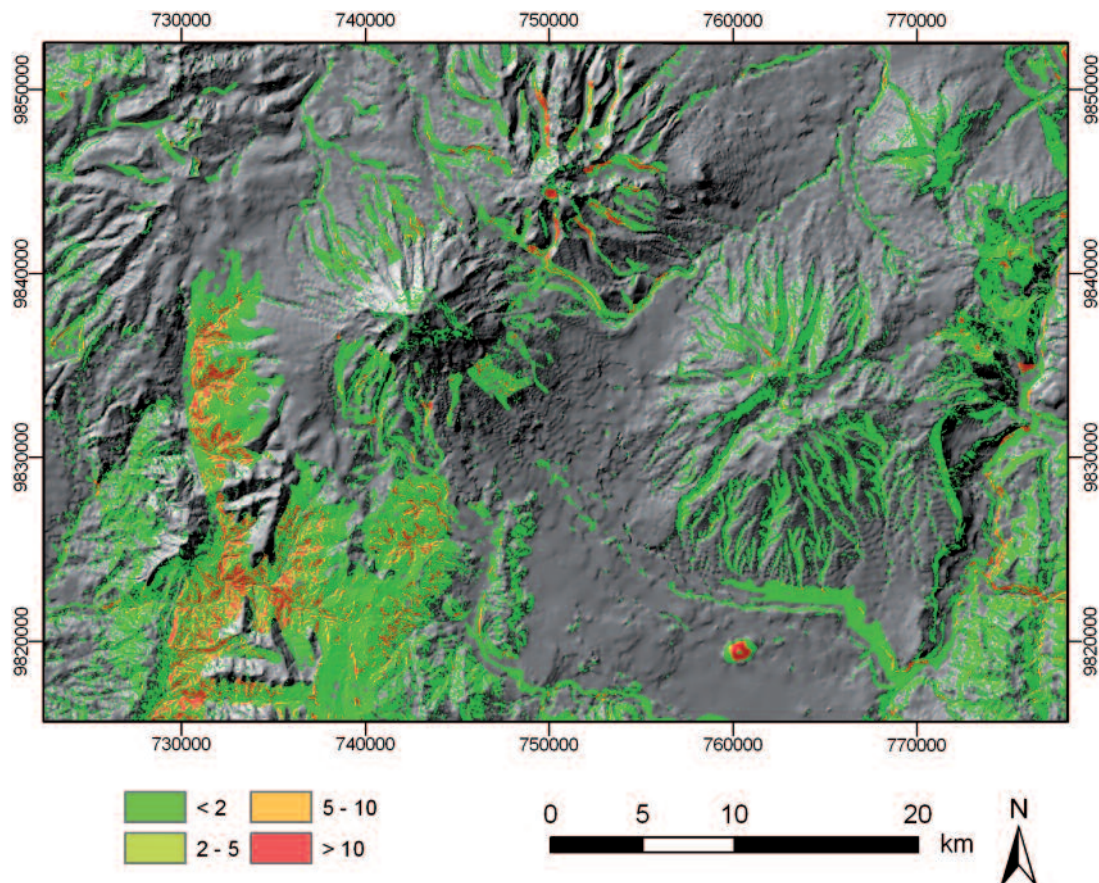


**Fig. 11.-** Mapa de  $a_c/PGA$  considerando las laderas en condiciones secas. En rojo se muestran las zonas más susceptibles a generar inestabilidades de ladera por efecto sísmico.





**Fig. 12.-** Mapa de  $a_c/PGA$  considerando las laderas en condiciones saturadas. En rojo se muestran las zonas más susceptibles a generar inestabilidades de ladera por efecto sísmico.



**Fig. 13.-** Mapa de desplazamientos de Newmark (en cm) considerando las laderas en condiciones secas. En rojo se muestran las zonas más susceptibles a generar inestabilidades de ladera por efecto sísmico.



des áreas con  $D_N$  inferiores a 2 cm (color verde) distribuidas espacialmente en toda el área de estudio. Los  $D_N$  de 2 a 5 cm (color amarillo) y de 5 a 10 cm (color naranja) se localizan en su mayoría a lo largo de las laderas generadas por el encajamiento de la red de drenaje y en las laderas erosionadas de los volcanes. Los  $D_N$  mayores que 10 cm (color rojo, Fig. 13) también se desarrollan en las laderas citadas anteriormente, concentrándose en la parte suroeste del área de estudio, en relación con los grupos litológicos 4 y 7 (Fig. 5 y Tabla 1), ambos correspondientes a litologías de tipo sedimentario.

El mapa de  $D_N$  obtenido para condiciones saturadas (Fig. 14) presenta un incremento general de los valores de  $D_N$ . Su distribución espacial en el área de estudio es similar al caso anterior, aunque se observa un incremento significativo de los  $D_N$  mayores que 10 cm (color rojo, Fig. 14), en relación con las laderas encajadas de la red de drenaje y de los volcanes, y con las litologías de tipo sedimentario (grupos litológicos 4, 5, 7 y 9; Fig. 5 y Tabla 1). Este hecho permite afirmar que la saturación de agua en las laderas contribuye a incrementar las posibilidades de desarrollo de inestabilidades de ladera inducidas por terremotos.

El hecho de que las litologías de tipo sedimentario (grupos 4, 5, 7 y 9; Fig. 5 y Tabla 1) presenten los valores más altos de  $D_N$  se debe a que el fuerte encajamiento de los ríos provoca que estas zonas presenten una pendiente muy alta y valores bajos de factor de seguridad y de aceleración crítica (Fig. 6). Además, estos grupos litológicos presentan

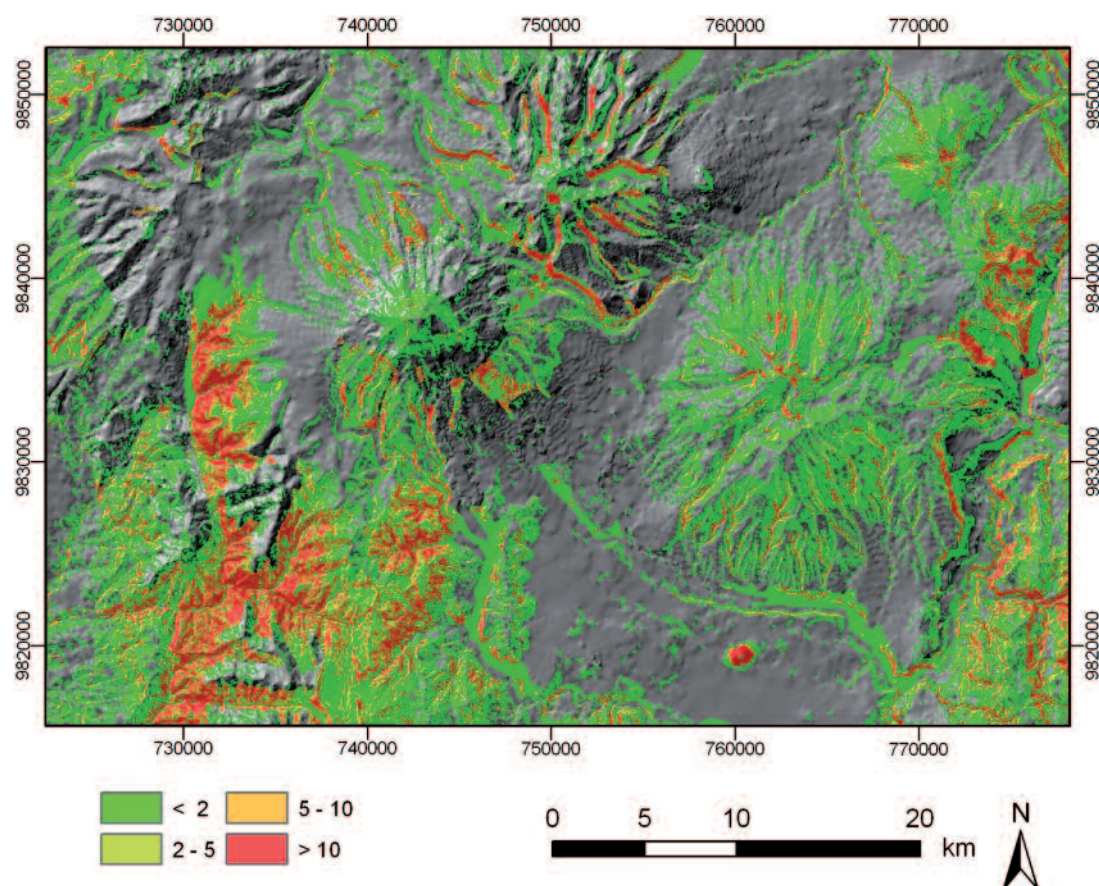
una alta amplificación litológica (1,8-2,0; Fig. 8) y la elevada pendiente favorece una importante amplificación topográfica (1,4; Fig. 9). Ambos factores, parecen contribuir notablemente en la generación de inestabilidades de ladera inducidas por terremotos.

Teniendo en cuenta la relación entre los valores de  $D_N$  y la tipología de inestabilidad de ladera observada por otros autores (*cf.* Romeo, 2000; Rodríguez-Peces, 2010; Rodríguez-Peces *et al.*, 2011b), en ambos mapas se pueden observar áreas con  $D_N$  superiores a 5 cm (colores naranja y rojo) que implicarían potencialmente la aparición de deslizamientos, mientras que  $D_N$  de 2 a 5 cm e inferiores a 2 cm (colores amarillo y verde, respectivamente) podrían relacionarse con desprendimientos y avalanchas rocosas.

En cualquier caso, dado que los resultados pueden tener una dependencia muy fuerte según las características del territorio estudiado y de los materiales considerados, es necesario contrastarlos con datos locales de campo y validarlos con inventarios de inestabilidades de ladera previos.

## Conclusiones

La metodología de Newmark, implementada mediante un SIG, se revela como una técnica sencilla y relativamente fiable para evaluar a nivel regional la susceptibilidad de las laderas a inestabilidades producidas por terremotos. Los mapas obtenidos permiten identificar áreas de potencial riesgo, así como localizar áreas de interés para posteriores



**Fig. 14.-** Mapa de desplazamientos de Newmark (en cm) considerando las laderas en condiciones saturadas. En rojo se muestran las zonas más susceptibles a generar inestabilidades de ladera por efecto sísmico.



estudios de detalle. Sin embargo, estos mapas deben considerarse como una aproximación de primer orden, dadas las incertidumbres e hipótesis empleadas en los cálculos y la ausencia de un inventario de inestabilidades previas que permitan validarlos. A pesar de ello, los mapas podrán ser mejorados y modificados en el futuro en tanto se cuente con información de mayor detalle.

En la mayoría de las zonas con elevada pendiente, la amplificación topográfica se revela como un factor significativo en la generación de inestabilidades inducidas por terremotos. Esto se pone de manifiesto especialmente en los materiales sedimentarios donde el fuerte encajamiento de la red fluvial genera laderas con pendientes elevadas potencialmente inestables.

Las inestabilidades de laderas inducidas por terremotos futuros serán desprendimientos y avalanchas rocosas, localizadas en las zonas que presentan valores de  $D_N$  menores de 5 cm. Las inestabilidades de ladera de tipo deslizamiento se producirán en áreas con  $D_N$  mayores a 5 cm, en relación con las laderas generadas por el encajamiento de la red fluvial y por la erosión de las laderas de los volcanes.

### Agradecimientos

Agradecemos a la Dra. Meaza Tsige, a un revisor anónimo y al Dr. Luis M. Nieto Albert, editor principal, el interés mostrado en el presente trabajo, así como los comentarios y sugerencias realizadas, que han contribuido notablemente a mejorarlo.

### Bibliografía

- Borcherdt, R. (1994): Estimates of sites-dependent response spectra for design (methodology and justification). *Earthquake Spectra*, 10: 617-673.
- Carro, M., De Amicis, M., Luzi, L. y Marzorati, S. (2003): The application of predictive modelling techniques to landslides induced by earthquakes: the case study of the 26 September 1997 Umbria-Marche earthquake (Italy). *Engineering Geology*, 69: 139-159.
- Código Ecuatoriano de la Construcción (CEC) (2002): *Capítulo 2: Peligro sísmico, espectro de diseño, y requisitos mínimos de cálculo para diseño sismo resistente*. Ministerio de Desarrollo Urbano y Vivienda de Ecuador, 32 p.
- Comité Européen of Normalisation (CEN) (2004): *Eurocode 8: design of structures for earthquake resistance. Part 1: general rules, seismic actions and rules for buildings*. EN 1998-1, Bruselas.
- Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID) (1997): *Estudio de Microzonificación Sísmica y Vulnerabilidad en la Ciudad de Lima*. CISMID. 47 p.
- Centro regional de sismología para América del Sur (CERESIS) (1985). *Catálogo de terremotos para América del Sur*. 6. 103 p.
- Demoraes, F. y D'Ercole, R. (2001): *Cartografía de las amenazas de origen natural por cantón en el Ecuador*. COOPI-IRD-OXFAM, Quito (Ecuador). 65 p.
- Duque Escobar, G., Duque Escobar, E., Saldaña Marulanda, D., Duque Bernal, J. y Murillo López, C. (2006): *Vulnerabilidad de conducciones en laderas de la cuenca media del río Chinchiná* [en línea]. [último acceso a 12 de febrero 2015]. Disponible en Web: <<http://www.galeon.com/conducciones/cond-1.htm>>.
- Eguez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machete, M., Costa, C. y Dart, L. (2003): *Database and Map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions*. Open-file report 03-289. USGS.
- González de Vallejo, L., Ferrer, M., Ortuño, L. y Oteo, C. (2002): *Ingeniería Geológica*. Madrid (España), Prentice Hall, 744 p.
- Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI) (2013): *Mapa de Isoyetas media anual serie 1981-2010*. INAMHI, Ecuador.
- Jibson, R.W. (2007): Regression models for estimating coseismic landslide displacement. *Engineering Geology*, 91: 209-218.
- Jibson, R.W., Harp, E.L. y Michael, J.A. (2000): A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps. *Engineering Geology*, 58: 271-289.
- Lavenu, A. (2006): Neotectónica de los Andes entre 1°N y 47°S (Ecuador, Bolivia y Chile). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61: 504-524.
- Luzi, L., Pergalani, F. y Terlien, M.T.J. (2000): Slope vulnerability to earthquakes at subregional scale, using probabilistic techniques and geographic information systems. *Engineering Geology*, 58: 313-336.
- McCourt, W.J., Duque P. y Pilatasig, L. (1997): *Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 1°00' and 2°00' S. Report Number 3*. British Geological Survey y Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero-Metalúrgica. Ministerio de Energía y Minas, Ecuador.
- Murphy, W. y Mankelaw, J.H. (2004): Obtaining probabilistic estimates of displacements on a landslide during future earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering*, 8: 133-157.
- Newmark, N.M. (1965): Effects of earthquakes on dams and embankments. *Géotechnique*, 15: 139-160.
- Refine, A. y Capalonga, D. (2002): Probabilistic modeling of uncertainties in earthquake induced landslide hazard assessment. *Computers & Geosciences*, 28: 735-749.
- Rodríguez-Peces, M.J. (2010): Analysis earthquake-triggered landslides in the south of Iberia: testing the use of the Newmark's method at different scales. Tesis Doctoral, Universidad de Granada (España), 254 p.
- Rodríguez-Peces, M.J., García-Mayordomo, J., Azañón, J.M. y Jabaloy, A. (2008): Evaluación regional de inestabilidades de ladera por efecto sísmico en la Cuenca de Lorca (Murcia): Implementación del método de Newmark en un SIG. *Boletín Geológico y Minero*, 119: 459-472.
- Rodríguez-Peces, M.J., García-Mayordomo, J., Azañón, J.M. y Jabaloy, A. (2011a): Regional Hazard Assessment of Earthquake-Triggered Slope Instabilities Considering Site Effects and Seismic Scenarios in Lorca Basin (Spain). *Environmental Engineering Geoscience*, 17: 183-196.
- Rodríguez-Peces, M.J., Pérez-García, J.L., García-Mayordomo, J., Azañón, J.M., Insua-Arévalo, J.M. y Delgado, J. (2011b): Applicability of Newmark method at regional, sub-regional and site scales: seismically induced Bullas and La Peca rockslide cases (Murcia, SE Spain). *Natural Hazards*, 59: 1109-1124.
- Rodríguez-Peces, M.J., García-Mayordomo, J. y Martínez-Díaz, J.J. (2013): Slope instabilities triggered by the 11th May 2011 Lorca earthquake (Murcia, Spain): comparison to previous hazard assessments and proposition of a new hazard map and probability of failure equation. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 12: 1961-1976.

- Romeo, R. (2000): Seismically induced landslide displacements: a predictive model. *Engineering Geology*, 58: 337-351.
- Samaniego, P., Barba, D., Robin, C., Fornari, M. y Bernard, B. (2012): Eruptive history of Chimborazo volcano (Ecuador): A large, ice-capped and hazardous compound volcano in the Northern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 221-222: 33-51.
- Tsige, M., García-Flórez, I., Rodríguez-Peces, M.J., Solano, V. y Calderón, N. (2012): Análisis de Susceptibilidad de movimientos de ladera co-sísmicos en la Región de Murcia. *GeoTemas*, 13.
- Vallejo, C. (2007): Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene). Tesis Doctoral, ETH-Zurich (Suiza). 208 p.
- Wilson, R.C. y Keefer, D.K. (1983): Dynamic analysis of a slope failure from the 6 August 1979 Coyote Lake, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73: 863-877.
- MANUSCRITO RECIBIDO EL 13-02-2015  
RECIBIDA LA REVISIÓN EL 27-04-2015  
ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 27-04-2015